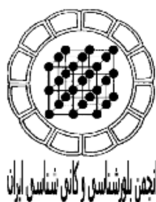
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ اول، بهار ۹۵، از صفحهٔ ۷۱ تا ۸۴



شیمی کانی، تعیین دما، فشار و بررسی نقش آلومینیم کل بیوتیت برای تشخیص کانه‌زایی مس در مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز

جمال رسولی *[۱]، منصور قربانی [۱]، وحید احدنژاد [۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲ – گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۱۹۳۹۵-۴۶۹۷، ج.ا.ایران

(دریافت مقاله: ۹۳/۱۲/۶، نسخه نهایی: ۹۴/۳/۱)

چکیده: مجموعه‌ی نفوذی جبال بارز متشکل از چندین توده‌ی نفوذی گرانیتوئیدی است که در شرق و شمال‌شرق جیرفت و در جنوب استان کرمان قرار گرفته‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه عبارتند از گرانودیوریت، کوارتزدیوریت، گرانیت – قلیایی گرانیت. اما سنگ نفوذی غالب در این منطقه، گرانودیوریت است. کانی‌های غالب در ترکیب این سنگ‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز. ترکیب پلاژیوکلازها متغیر بوده و از آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند. بیوتیت شاخص‌ترین کانی فرومنیزین در سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز است و از نظر ترکیبی بین قطب آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته است. بیشتر این بیوتیت‌ها از نوع ماگمایی اولیه بوده و بخشی از آن‌ها در گستره‌ی بیوتیت‌های دوبار متعادل شده قرار دارند. بررسی چگونگی اکسایش و احیای ماگمای خاستگاه گرانیتوئیدهای منطقه بر اساس ترکیب بیوتیت، بیانگر برقراری شرایط نسبتاً اکسیدی و گریزندگی اکسیژن بالاست. این شواهد نشان می‌دهند که گرانیت‌های سرشار از بیوتیت منطقه‌ی جبال بارز، سری مگنتیتی بوده و ماگما در شرایط اکسایشی و در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل شده است. بر اساس تیتانیوم در بیوتیت، بین ۶۷۰ تا ۷۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در تغییر است. همچنین فشار محاسبه شده براساس آلومینیم کل بیوتیت برای این مجموعه‌ی گرانیتوئیدی kb ۱٫۸۷ تا ۰٫۱۵kb (با میانگین kb ۱٫۳۲) محاسبه شده است. محتوی آلومینیم کل بیوتیت در منطقه، بین ۲٫۱۰ تا ۲٫۸۰ در تغییر بوده و بر اساس روش یوشیدا و همکاران، سنگ‌های گرانیتوئیدی مجموعه جبال بارز، توانایی خوبی در کانه‌زایی مس دارند.

واژه های کلیدی: *مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز؛ زمین - دما فشارسنجی؛ محتوی آلومینیم کل بیوتیت.*

مقدمه: بررسی‌های زمین دما- فشارسنجی (ژئوترموبارومتری)، برای شناخت چگونگی دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به عنوان یک روش مفید مطرح بوده و جایگاه خاصی در بررسی های زمین‌شناسی یافته است [۱]. اساس زمین دما-فشارسنجی بر این فرض قرار گرفته است که مجموعه‌ی کانی-های سنگ در شرایط تعادلی تشکیل شده باشند. به عقیده پژوهشگران [۳،۲]، این وضعیت ممکن است برای سنگ‌هایی که به سرعت سرد شده و یا اینکه دمای پایینی داشته‌اند، معتبر نباشد. بیوتیت به عنوان یکی از فراوان‌ترین و شاخص‌ترین کانی مافیک در ترکیب گرانیت‌ها، با توجه به ساختار بلوری، شکل شبکه ساختاری، فرومنیزین بودن و تأثیر فراوان تغییرات ترکیب شیمیایی بر ویژگی‌های اپتیکی، کانی مهمی است [۴].

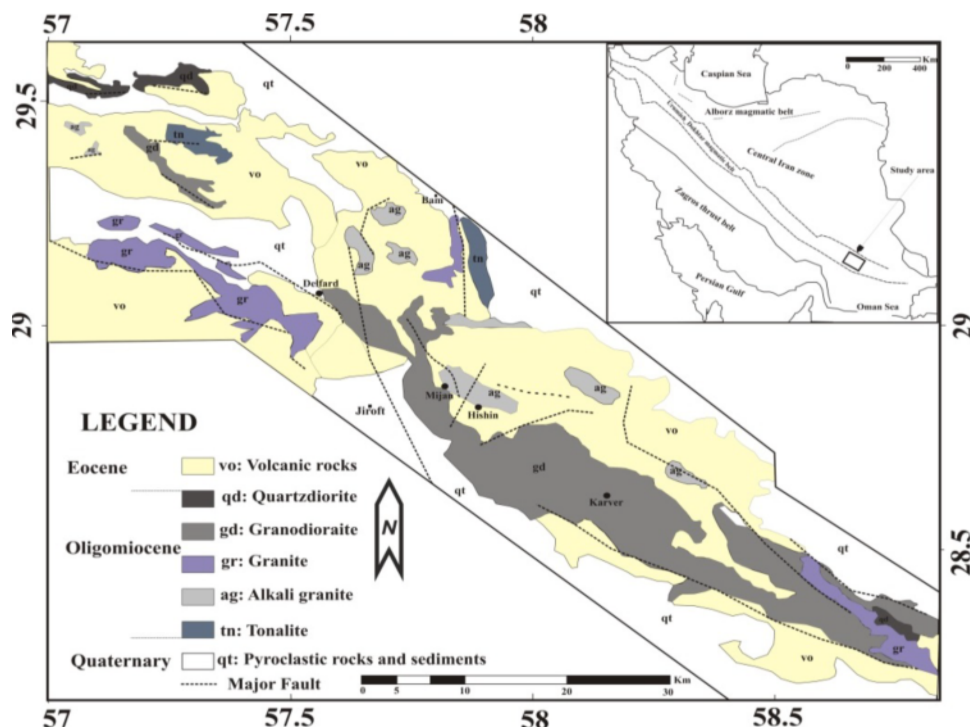
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۸۲۰۲۳۳ ، نمابر۰۲۱۲۹۹۰۲۶۲۸، پست الکترونیکی: Jamal.rasouli1362@gmail.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]

فرمول معمول بیوتیت X2Y4-6Z8O20(OH, F, Cl)4 بوده که در ساختار آن، لایه هشتوجهی اول (جایگاه X) با کاتیون-های بزرگ، مانند K، Na و یا Ca و نیز Ba، Rb، Cs و غیره پر می‌شود. این لایه، با دو لایه‌ی هشتوجهی Y با عناصر (Mg، Fe2+) و مقادیر کمتری از Fe3+، Mn، Cr، Ti، Li، احاطه می‌شود و در جایگاه چاروجهی Z نیز عموماً عناصر Si یا Al و احتمالاً به‌وسیله‌ی Fe+3 و Ti قرار می‌گیرند. ترکیبات و نسبت جایگزینی اکسیدهای سه عنصر اصلی Fe، Al و Mn می‌تواند در تحلیل شرایط سنگ شناسی ماگمای مادر موثر باشد. بنابراین با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان انواع ماگما را تشخیص داد [۵]، و ماهیت آن را تعیین کرده [۶]، واحدهای سنگی منطقه را رده‌بندی کرده و تحلیل‌های سنگ شناسی ارائه کرد. همچنین بدین سبب از بیوتیت در زمین دما- فشارسنجی به فراوانی استفاده می‌شود که ساختار مخصوص این کانی، این امکان را فراهم می‌کند که عناصر گوناگون در بخش‌های مختلف شبکه اتمی‌اش، به سهولت جایگزین شوند [۸،۷]. بنابر بررسی های جدید، مشخص شد که ویژگی‌های شیمی کانی و محتوی آلومینیم کل موجود در بیوتیت، ارتباط تنگاتنگی با کانه‌زایی در گرانیت دارد [۴]. به دلیل اینکه تاکنون هیچ گونه بررسی در مورد شیمی کانی‌ها و نیز تعیین دما و فشار با آن‌ها، در سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز انجام نشده، این پژوهش به بررسی این موارد پرداخته است. در این راستا، به دلیل گستردگی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه‌ی جبال بارز، پس از بررسی شیمی کانی‌ها، از این کانی نیز برای دماسنجی و فشارسنجی استفاده شده است.

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری واحدهای سنگی مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز: در بخش جنوبی کمربند ماگمایی ارومیه – دختر قرار دارد [۱۰]. رخدادهای ماگمایی نفوذی در دوره‌ی الیگومیوسن، باعث نفوذ و جایگیری این مجموعه چند مرحله‌ای در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شده است [۱۱]. براساس بررسی‌های قبلی [۱۱] در زمان الیگومیوسن در این منطقه، سه رخداد ماگمایی نفوذی، سبب پدید آمدن مجموعه-ی گرانیتوئیدی جبال بارز شده است. اولین رخداد شامل توده‌ی اصلی جبال بارز است که بیشتر دارای ترکیب سنگ-شناسی کوارتزدیوریت تا گرانودیوریت بوده و بخش اصلی جبال بارز را می‌سازد. پس از یک فاصله زمانی کوتاه و جدایش ماگما درون آشیانه‌ی ماگمایی، توده‌های پورفیری به درون این مجموعه پلوتونیک اصلی نفوذ کرده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها بیشتر عبارتند از گرانودیوریت تا تونالیت. این دسته از توده‌های پورفیری، رخداد دوم ماگمایی منطقه در طول الیگومیوسن هستند. دوباره پس از مدتی کوتاه دوباره آخرین رخداد ماگمایی الیگومیوسن (فاز سوم) در منطقه رخ داده است. توده‌های نفوذی فاز سوم الیگومیوسن که دارای ترکیب گرانیتی تا گرانیتی قلیایی بودند، به درون توده‌های نفوذی قبلی تزریق شدند [۱۲]. این توده‌های نفوذی تأخیری، پی‌درپی بوده و ترکیب یکنواخت‌تری نسبت به توده گرانودیوریتی اصلی (رخداد اول) دارند [۱۴،۱۳]. همچنین شواهد ساختاری پاره‌ای از این توده‌های نفوذی تأخیری نشان می‌دهند که اغلب آن‌ها در منطقه‌های گسل و یا گاهی در ساختار کالدراهای قدیمی جایگزین شده‌اند (مانند میجان و تا حدودی دره‌حمزه) [۱۵]. همچنین در برخی از جایگاه‌های مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز، به فراوانی می‌توان برونبوم‌های مختلف ماگمایی را در این سنگ‌ها مشاهده کرد که دلیلی بر آمیختگی در آن‌هاست [۱۲]. آخرین فعالیت ماگمایی در منطقه‌ی مورد بررسی، به بازالت‌های کواترنری وابسته است. البته این سنگ‌ها در منطقه‌ی مورد نظر بسیار محدود و اندک هستند [۱۵]. براساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز را در حالت کلی می‌توان به سه بخش مهم الف) کوارتزدیوریتی؛ ب) گرانودیوریتی ج) گرانیتی تا گرانیتی قلیایی رده بندی کرد (شکل ۱). بخش بیشتر این مجموعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل داده‌اند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی شامل پلاژیوکلاز (۵۸٪)، کوارتز (۱۷٪)، پتاسیم فلدسپار (ارتوز) (۶٪)، بیوتیت (۱۰٪)، آمفیبول (۷٪) و اندکی آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلانیت است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز.

در این بخش، بیوتیت یک فاز شاخص بوده و در نمونه‌های دگرسان شده بیوتیت به کلریت، اسفن، تیتانیت و اکسید آهن تجزیه شده است. پلاژیوکلازها به فراوانی دیده شده و در بیشتر مکان‌ها منطقه‌بندی جالبی به نمایش می‌گذارند. همچنین پلاژیوکلازها نیز دگرسانی را تجربه کرده و به سریسیت، مسکویت (اندک) و تا حدودی زوئیزیت تجزیه شده‌اند. در بخش‌های شمال غرب و نیز به مقدار کمتر در بخش‌های جنوبی مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز، کوارتزدیوریت‌ها تشکیل شده‌اند که دارای ترکیب کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز (۴۹٪)، کوارتز (۱۳٪)، ارتوز (۵٪)، بیوتیت (۹٪)، آمفیبول (۱۲٪)، پیروکسن (۴٪) و کمی اسفن، آپاتیت، زیرکن و آلانیت بعلاوه‌ی کانی‌های کدر، کلریت و سریسیت هستند. گرانیت‌ها و گرانیت‌های قلیایی نیز در منطقه هیشین و کرور و در بخش‌هایی از میجان دیده شده و علاوه بر این به صورت پراکنده در مناطق دیگر دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای کانی‌های کوارتز (۴۱٪)، پتاسیم فلدسپار (۳۰)، پلاژیوکلاز (۲۱٪)، بیوتیت (۶٪)، مقادیر کمی زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر در ترکیب خود هستند. تفاوت‌های کانی‌شناسی آن‌ها با بخش گرانودیوریتی، فراوانی ارتوز نسبت به پلاژیوکلاز و کاهش نسبت حجمی کانی‌های مافیک از قبیل آمفیبول و بیوتیت در برخی از نمونه‌هاست. بیشتر پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی بوده و به همراه پتاسیم فلدسپارها به درجات مختلف دگرسان و به کانی‌های اپیدوت، سریسیت، کلسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند. تنها کانی مافیک در این گروه از سنگ‌ها بیوتیت است. همچنین براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، ماگمای مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز، سرشت شبه‌رخشان تا پرآلومین داشته و سری ماگمایی آن آهکی قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا است. همچنین این سنگ‌ها از نوع گرانیتوئیدهای نوع I بوده [۱۱] و از نظر جایگاه زمین ساختی، جزء گرانیتوئیدهای قوس حاشیه فعال قاره‌ای بوده و از گرانیت‌های پیش از برخورد تا همزمان با برخورد به شمار می‌آیند [۱۱].

روش بررسی

به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، آن، ۲۰۰ نمونه از سنگ‌های مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز برداشت شدند. در مرحله‌ی بعد از ۲۰۰ مقطع نازک برداشت شد. تعداد ۱۲ مقطع نازک برای بررسی‌های کانی‌شناسی انتخاب شدند. سپس برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلازها در نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده، بررسی‌های ریزپردازشی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]

(EPMA) با HORIBA مدل XGT-7200 در شرکت کانساران بینالود صورت گرفت. این دستگاه با ولتاژ شتاب دهنده ۱۲ kV و جریان ۱۵ nA و شمارش در ۴۰ ثانیه کار می‌کند و بررسی کمی دقیق نقطه‌ای با رزولوشن ۱۰ و یا ۱۰۰ میکرون در هر نقطه دلخواه از عنصر سدیم تا اورانیم (Na - U) ارائه می‌دهد. همچنین به منظور بررسی درستی نتایج داده‌ها، یک بار دیگر در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه Perugia ایتالیا (در قالب فرصت بررسی‌های کوتاه مدت ۶ ماهه)، آنالیز روی تعداد زیادی از نمونه‌ها به‌وسیله‌ی JEOL, JXA-8200 تکرار شد. ولتاژ مورداستفاده و شدت جریان به‌ترتیب ۱۵ kV و ۲۰nA بود که در جدول ۱ تا ۳، نتایج این آنالیزها آورده شده‌اند.

جدول ۱ نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی بیوتیت (W%) (فرمول ساختاری براساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده است).

Rock Type	**Granodiorite**											
Sample.No	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
SiO_2	۳۹٫۶۵	۴۰٫۸۸	۴۱٫۳۹	۴۲٫۲۱	۴۲٫۰۵	۴۳٫۱۱	۳۹٫۰۲	۴۲٫۱۰	۴۱٫۱۵	۴۰٫۷۶	۴۱٫۳۲	۴۲٫۵۳
TiO_2	۳٫۲۹	۳٫۵۰	۳٫۱۴	۳٫۷۲	۳٫۶۸	۳٫۷۸	۳٫۳۰	۳٫۳۲	۳٫۳۸	۳٫۴۱	۳٫۶۱	۳٫۳۲
Al_2O_3	۱۲٫۷۷	۱۲٫۷۷	۱۳٫۶۹	۱۲٫۲۵	۱۳٫۱۶	۱۳٫۵۲	۱۳٫۲۳	۱۳٫۲۰	۱۲٫۹۸	۱۲٫۷۳	۱۳٫۰۱	۱۲٫۶۷
FeO	۱۷٫۱۱	۱۶٫۹۵	۱۶٫۴۶	۱۵٫۴۲	۱۵٫۲۹	۱۲٫۰۸	۱۶٫۳۲	۱۷٫۰۹	۱۷٫۳۱	۱۶٫۱۲	۱۶٫۶۵	۱۶٫۴۳
MnO	۰٫۲۳	۰٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۲۵	۰٫۳۰	۰٫۲۳	۰٫۶۹	۰٫۳۲	۰٫۵۰	۰٫۲۱
MgO	۱۲٫۸۶	۱۱٫۹۵	۱۱٫۲۳	۱۰٫۸۱	۱۰٫۳۲	۱۱٫۴۴	۱۳٫۴۶	۱۲٫۵۴	۱۳٫۴۱	۱۲٫۸۹	۱۲٫۳۲	۱۲٫۶۵
CaO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۴۲	۰٫۷۹	۰٫۲۵	۱٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۲۴	۰٫۴۱	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۴۷
K_2O	۸٫۰۴	۷٫۷۱	۷٫۴۸	۷٫۸۴	۸٫۴۳	۸٫۴۲	۹٫۴۱	۸٫۱۲	۸٫۰۹	۹٫۱۷	۸٫۷۵	۸٫۹۱
Total	۹۵٫۸۵	۹۵٫۸۶	۹۵٫۹۳	۹۵٫۳۸	۹۵٫۴۷	۹۵٫۷۲	۹۴٫۱۶	۹۶٫۸۴	۹۷٫۴۲	۹۵٫۶۶	۹۶٫۳۷	۹۶٫۱۹
No. of O_2	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Si	۵٫۹۹	۶٫۱۳	۶٫۱۷	۶٫۳۲	۶٫۲۹	۶٫۳۴	۶٫۲۰	۶٫۴۱	۶٫۲۷	۶٫۳۲	۶٫۳۵	۶٫۵۳
Al^{Total}	۲٫۲۷	۲٫۲۶	۲٫۴۱	۲٫۱۶	۲٫۳۲	۲٫۳۴	۲٫۲۹	۲٫۳۷	۲٫۳۳	۲٫۳۳	۲٫۳۶	۲٫۲۹
Al^{IV}	۱٫۷۴	۱٫۵۹	۱٫۵۵	۱٫۶۸	۱٫۷۱	۱٫۶۶	۱٫۸۰	۱٫۵۹	۱٫۷۳	۱٫۹۵	۱٫۹۲	۱٫۷۶
Al^{VI}	۰٫۶۴	۰٫۷۷	۰٫۹۶	۰٫۴۹	۰٫۶۲	۰٫۶۸	۰٫۴۹	۰٫۷۷	۰٫۶۰	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۰٫۴۳
Ti	۰٫۳۹	۰٫۴۱	۰٫۳۷	۰٫۴۲	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۴۰	۰٫۴۲	۰٫۲۷
Fe	۲٫۱۶	۲٫۱۳	۲٫۰۵	۱٫۹۳	۱٫۹۱	۱٫۴۸	۲٫۱۷	۲٫۱۷	۲٫۲۱	۲٫۰۹	۲٫۱۴	۲٫۱۱
Mn	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۳
Mg	۳٫۰۳	۲٫۷۹	۲٫۶۱	۲٫۴۱	۲٫۳۰	۲٫۵۱	۳٫۱۹	۲٫۸۴	۳٫۰۵	۲٫۹۸	۲٫۸۲	۲٫۸۹
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۸
K	۱٫۶۲	۱٫۵۴	۱٫۴۹	۱٫۵۰	۱٫۶۱	۱٫۵۸	۱٫۹۱	۱٫۵۸	۱٫۵۷	۱٫۸۱	۱٫۷۲	۱٫۷۴
$Mg/(Mg+Fe^2)$	۰٫۵۷	۰٫۵۶	۰٫۵۵	۰٫۵۶	۰٫۵۵	۰٫۶۳	۰٫۶۰	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۵۹	۰٫۵۷	۰٫۵۸

ادامه جدول ۱

Rock Type	Granite-Alkaligranite						Quartzdiorite					
Sample.No	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰	۲۱	۲۲	۲۳	۲۴
SiO_2	۳۹٫۷۶	۴۲٫۳۴	۴۲٫۰۱	۴۰٫۳۵	۴۱٫۱۵	۴۲٫۵۱	۴۱٫۰۲	۴۱٫۱۰	۴۲٫۱۵	۴۰٫۲۶	۴۲٫۳۱	۴۰٫۲۱
TiO_2	۳٫۲۸	۳٫۳۰	۳٫۳۱	۳٫۳۷	۳٫۴۲	۳٫۱۱	۳٫۱۳	۳٫۰۲	۳٫۲۸	۳٫۱۱	۳٫۲۱	۳٫۱۴
Al_2O_3	۱۲٫۵۳	۱۳٫۵۶	۱۲٫۳۸	۱۲٫۶۳	۱۲٫۷۸	۱۲٫۵۴	۱۲٫۵۹	۱۲٫۴۳	۱۲٫۵۸	۱۲٫۷۶	۱۲٫۵۳	۱۲٫۹۷
FeO	۱۶٫۶۲	۱۶٫۷۹	۱۷٫۰۲	۱۶٫۵۲	۱۶٫۴۵	۱۶٫۳۳	۱۶٫۷۲	۱۶٫۴۳	۱۶٫۳۱	۱۶٫۷۲	۱۶٫۱۵	۱۶٫۶۳
MnO	۰٫۳۲	۰٫۱۳	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۵۲	۰٫۲۴	۰٫۴۳	۰٫۱۳	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۴۲	۰٫۲۲
MgO	۱۲٫۴۶	۱۲٫۵۸	۱۲٫۷۱	۱۲٫۸۱	۱۲٫۱۲	۱۲٫۷۵	۱۲٫۰۲	۱۲٫۷۴	۱۲٫۱۱	۱۲٫۵۹	۱۲٫۷۲	۱۲٫۸۵
CaO	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۴۶	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۶۷	۰٫۴۲	۰٫۳۴	۰٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۲۹	۰٫۵۷
K_2O	۹٫۴۲	۸٫۳۲	۸٫۱۴	۹٫۱۹	۸٫۸۷	۸٫۴۱	۹٫۴۸	۸٫۶۴	۸٫۴۲	۹٫۱۹	۸٫۳۲	۸٫۷۶
Total	۹۴٫۶۱	۹۷٫۲۳	۹۵٫۳۲	۹۵٫۳۸	۹۵٫۶۲	۹۶٫۵۶	۹۵٫۸۱	۹۴٫۸۳	۹۵٫۴۵	۹۵٫۲۸	۹۵٫۹۵	۹۵٫۳۵
No. of O_2	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Si	۶٫۲۸	۶٫۴۰	۶٫۳۷	۶٫۳۰	۶٫۳۸	۶٫۴۸	۶٫۱۱	۶٫۱۳	۶٫۲۲	۶٫۰۳	۶٫۲۰	۶٫۰۰
Al^{Total}	۲٫۳۳	۲٫۴۲	۲٫۲۷	۲٫۳۲	۲٫۳۴	۲٫۲۵	۲٫۲۱	۲٫۱۹	۲٫۱۹	۲٫۲۵	۲٫۱۷	۲٫۲۸
Al^{IV}	۱٫۷۲	۱٫۶۰	۱٫۶۳	۱٫۹۸	۱٫۹۰	۱٫۸۰	۱٫۸۹	۱٫۸۷	۱٫۷۸	۱٫۹۷	۱٫۵۱	۱٫۷۳
Al^{VI}	۰٫۶۱	۰٫۸۲	۰٫۶۴	۰٫۲۵	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۴۱	۰٫۲۸	۰٫۷۵	۰٫۶۵
Ti	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۳۵
Fe	۲٫۲۰	۲٫۱۲	۲٫۲۱	۲٫۱۶	۲٫۱۳	۲٫۰۸	۲٫۰۸	۲٫۰۵	۲٫۰۱	۲٫۰۹	۱٫۹۸	۲٫۰۷
Mn	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳
Mg	۲٫۹۳	۲٫۸۴	۲٫۹۴	۲٫۹۸	۲٫۸۰	۲٫۹۰	۲٫۶۷	۲٫۸۳	۲٫۶۶	۲٫۸۱	۲٫۷۸	۲٫۸۶
Ca	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۹
K	۱٫۹۰	۱٫۶۱	۱٫۶۱	۱٫۸۳	۱٫۷۵	۱٫۶۴	۱٫۸۰	۱٫۶۴	۱٫۵۸	۱٫۷۵	۱٫۵۶	۱٫۶۷

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]

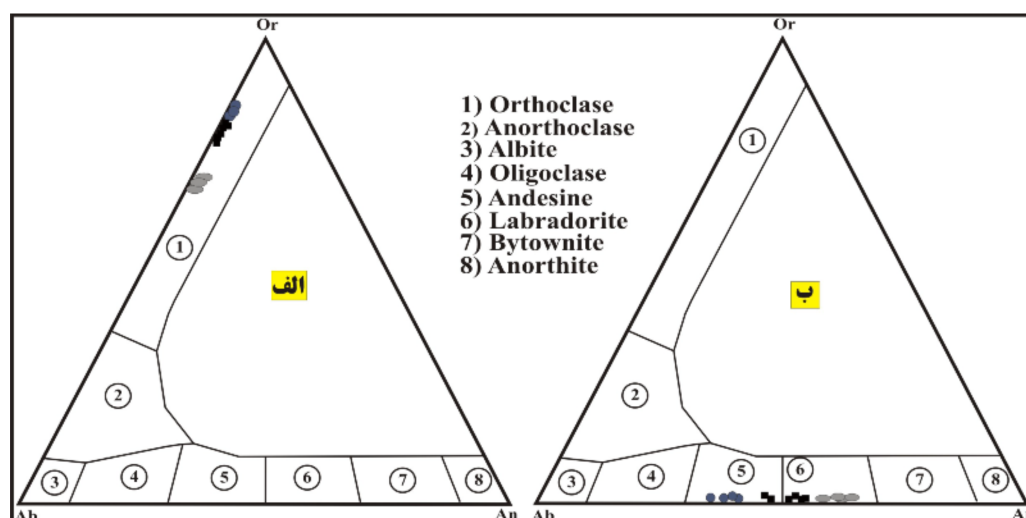
Mg/(Mg+Fe²)	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۵۸	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۵۸

جدول ۳ نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی پلاژیوکلاز (W%) (فرمول ساختاری براساس ۳۲ اکسیژن محاسبه شده است).

Rock type	**Quartzdiorite**				**Granodiorite**						**Granite-**				
Sample.No	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵
SiO_2	۵۹٫۸۶	۶۰٫۰۱	۶۰٫۰۲	۶۶٫۷۴	۶۲٫۴۶	۶۱٫۱۲	۶۰٫۳۱	۹۳٫۹۴	۸۰٫۷۱	۶۵٫۹۵	۵۸٫۸۶	۶۱٫۷۳	۶۲٫۴۲	۶۰٫۱۱	۶۴٫۹۶
Al_2O_3	۲۳٫۶۸	۲۴٫۳۸	۲۴٫۳۴	۲۱٫۰۶	۲۳٫۵۸	۲۴٫۷۰	۲۵٫۲۶	۲٫۸۴	۹٫۰۱	۲۳٫۵۵	۲۴٫۶۲	۲۲٫۳۹	۲۳٫۰۳	۲۵٫۶۶	۲۳٫۵۵
Cr_2O_3	۰٫۲۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe_2O_3	۰٫۲۵	۰٫۳۵	۰٫۲۵	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۳۵	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۶	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۱۵	۰٫۱۶
FeO	۰٫۲۲	۰٫۳۱	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۲۲	۰٫۳۱	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۱۴	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۴
CaO	۸٫۷۴	۱۰٫۵۶	۹٫۹۸	۵٫۸۴	۸٫۴۹	۱۰٫۳۴	۱۰٫۰۵	۱٫۴۱	۵٫۸۸	۷٫۳۷	۸٫۸۴	۱۰٫۰۳	۸٫۸۹	۱۰٫۰۹	۷٫۹۶
Na_2O	۶٫۶۶	۳٫۴۱	۴٫۸۴	۵٫۸۵	۴٫۹۹	۳٫۰۱	۳٫۵۷	۱٫۰۳	۲٫۱۱	۲٫۷۸	۶٫۷۶	۴٫۸۶	۵٫۱۰	۳٫۶۰	۳٫۰۱
K_2O	۰٫۲۲	۰٫۴۵	۰٫۲۴	۰٫۳۱	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۱۱	۰٫۱۹	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۱۹
total	۹۹٫۹۲	۹۹٫۴۷	۹۸٫۸۹	۱۰۰٫۰۶	۱۰۰٫۰۹	۹۹٫۸۷	۱۰۰٫۰۹	۹۹٫۷۵	۹۷٫۹۶	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۶۹	۹۹٫۶۰	۹۹٫۹۰	۹۹٫۸۷	۹۹٫۹۷
Si	۲٫۶۸	۲٫۶۹	۲٫۶۸	۲٫۹۱	۲٫۷۶	۲٫۷۱	۲٫۶۷	۳٫۸۴	۳٫۴۷	۲٫۸۶	۲٫۶۵	۲٫۷۶	۲٫۷۷	۲٫۶۷	۲٫۸۳
Al	۱٫۲۵	۱٫۲۹	۱٫۲۸	۱٫۸٫	۱٫۲۳	۱٫۲۹	۱٫۳۲	۰٫۱۴	۰٫۴۶	۱٫۲۰	۱٫۳۱	۱٫۱۸	۱٫۲۰	۱٫۳۴	۱٫۲۱
Cr	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^3	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Fe^2	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca	۰٫۴۲	۰٫۵۱	۰٫۴۸	۰٫۲۷	۰٫۴۰	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۰۶	۰٫۲۷	۰٫۳۴	۰٫۴۳	۰٫۴۸	۰٫۴۲	۰٫۴۸	۰٫۳۷
Na	۰٫۵۸	۰٫۳۰	۰٫۴۲	۰٫۵۰	۰٫۴۳	۰٫۲۶	۰٫۳۱	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۰٫۲۳	۰٫۵۹	۰٫۴۲	۰٫۴۴	۰٫۳۱	۰٫۲۵
K	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
X_{An}	۴۱٫۵۱	۶۱٫۱۶	۵۲٫۴۶	۳۴٫۷۷	۴۷٫۵۹	۶۴٫۳۸	۵۹٫۴۱	۳۸٫۰۸	۵۹٫۸۲	۵۸٫۳۷	۴۱٫۶۹	۵۲٫۸۸	۴۸٫۸۱	۶۰٫۱۶	۵۸٫۳۹
X_{Ab}	۵۷٫۲۴	۳۵٫۷۸	۴۶٫۰۴	۶۳٫۰۳	۵۰٫۶۱	۳۳٫۹۱	۳۸٫۱۹	۵۰٫۳۴	۳۸٫۸۵	۳۹٫۸۴	۵۷٫۶۹	۴۶٫۳۷	۵۰٫۶۷	۳۸٫۸۴	۳۹٫۹۵
X_{Or}	**۱٫۲۴**	**۳٫۱۰**	**۱٫۵۰**	**۲٫۲۰**	**۱٫۸۰**	**۱٫۷۱**	**۲٫۳۹**	**۱۱٫۵۸**	**۱٫۳۳**	**۱٫۷۹**	**۰٫۶۲**	**۰٫۷۰**	**۰٫۵۲**	**۰٫۹۹**	**۱٫۶۶**

بحث

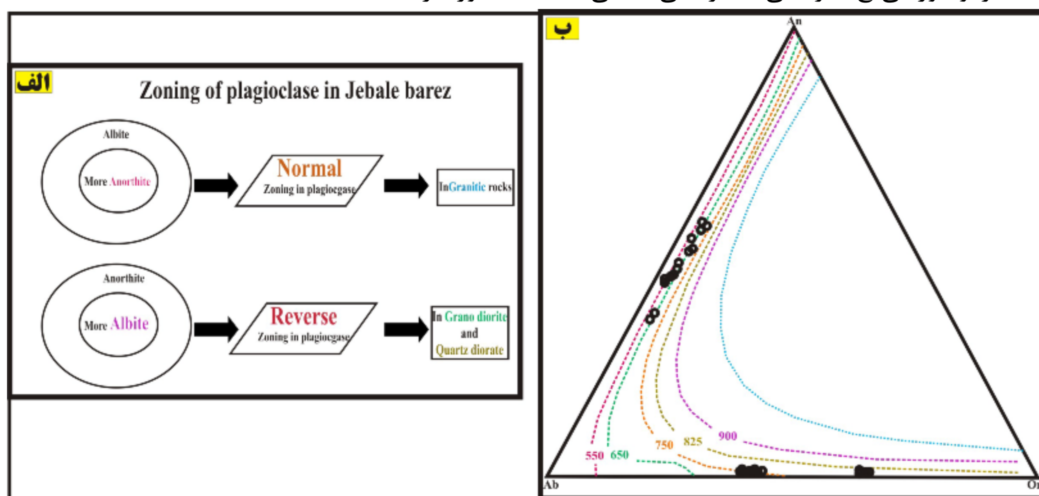
شیمی فلدسپارها به منظور رده‌بندی فلدسپارهای منطقه‌ی مورد بررسی از شکل ۲ (الف و ب) استفاده شد. بر این اساس، پتاسیم فلدسپارهای منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی Or = 72-88 قرار گرفته‌اند (گرانیت‌های قلیایی دارای بالاترین مقادیر، سپس گرانودیوریت‌ها و در خاتمه نیز کوارتزدیوریت‌ها دارای کمترین مقدار کانی ارتوز بوده‌اند) (شکل ۲-ب). همچنین پلاژیوکلازهای سنگ‌ها در دو گستره‌ی آندزین و لابرادوریت (An = 35-65) قرار گرفته‌اند (شکل ۲-الف). اما چنانکه قبلاً گفته شد در بیشتر سنگ‌های مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز در کانی پلاژیوکلاز می‌توان منطقه‌بندی (زونینگ) را مشاهده کرد.



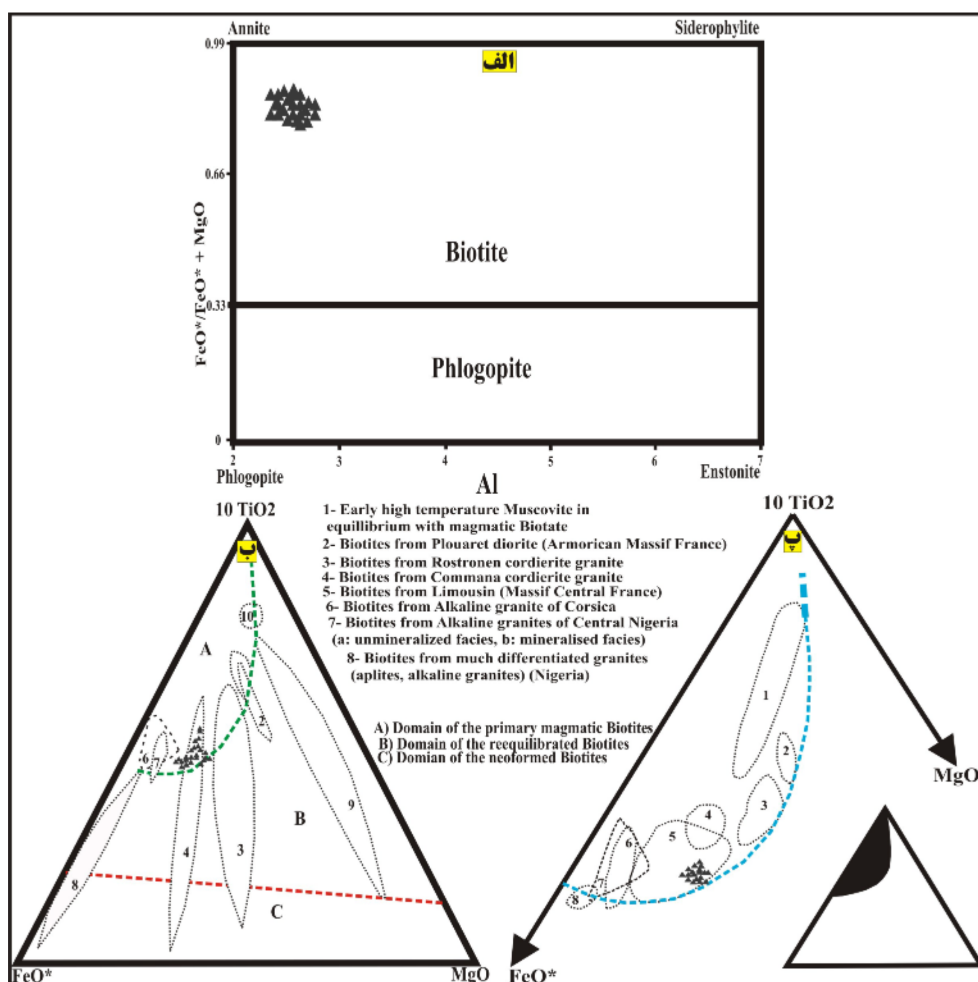
شکل۲ الف) نمودار رده‌بندی پلاژیوکلازها و ب) نمودار رده‌بندی فلدسپارهای قلیایی منطقه‌ی مورد بررسی (در این نمودارها: دایره: گرانیت قلیایی - گرانیت، مربع: گرانودیوریت و لوزی: کوارتزدیوریت).

به منظور تشخیص منطقه‌بندی عادی یا وارون، آنالیز ریزپردازش الکترونی از حاشیه به مرکز بلور انجام شد. با بررسی نتایج مشخص شد، با اینکه گستره‌ی تغییر ترکیب در همه‌ی سنگ‌ها، از آندزین تا لابرادوریت در تغییر است. با این حال، در سنگ‌های گرانیتی، حاشیه پلاژیوکلازها نسبت به مرکز از درصد آنورتیت کمتری برخوردار است و این نمایانگر منطقه‌بندی عادی در این کانی‌هاست. اما در گرانودیوریت‌ها و کوارتزدیوریت‌ها حاشیه پلاژیوکلاز از مقدار آنورتیت بیشتری نسبت به مرکز برخوردار بوده و این نشان دهنده‌ی منطقه‌بندی وارون است (شکل۳-الف). منطقه‌بندی وارون، بیانگر عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر فرایندهایی مانند اختلاط ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب هنگام تبلور پلاژیوکلازهاست.

به منظور دماسنجی با دو فلدسپار، داده‌های وابسته به فلدسپارهای منطقه‌ی مورد بررسی روی نمودار سه‌تایی An-Or-Ab [۱۶] تطبیق داده شد. همانطور که در شکل ۳-ب، دیده می‌شود، بر اساس این روش، دمایی در حدود ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد تعیین شد (فشار به صورت فرضی یک کیلوبار در نظر گرفته شد). البته به نظر می‌رسد که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ی نفوذی مزبور، دمای ۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه بوده است. احتمالاً پایین بودن دمای محاسبه شده، ناشی از شکل‌گیری ماگمایی در زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول تبلور توده بوده است [۱۷،۱۶]. شیمی بیوتیت: همانطور که اشاره شد، بیوتیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در سه گروه کوارتزدیوریتی، ب) گرانودیوریتی ج) گرانیتی – گرانیتی قلیایی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. بیشترین فراوانی این کانی به گرانودیوریت‌ها و کمترین آن مربوط به گرانیت‌های قلیایی وابسته‌اند. دو عضو انتهایی بیوتیت‌ها شامل فلوگوپیت (Mg) و آنیت (Fe^{2+}) بوده و کسر مولی *FeO (X_{FeO^*}) یا Fe# ($X_{FeO^*} = FeO^*/(FeO^* + MgO)$) بیوتیت به سنگ میزبان آن وابسته است. به صورتی که در نمونه‌های بازی $X_{FeO^*} \approx 0$ تا $X_{FeO^*} \approx 1$ در نمونه‌های فلسیک تغییر می‌کند [۱۸]. بر اساس رده‌بندی [۵]، میکاهای منطقه‌ی جبال بارز در گستره‌ی بیوتیت قرار گرفته و بین قطب آنیت و سیدروفیلیت واقع شده‌اند. البته اکثر بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌ها تمایل به قطب آنیت دارند (شکل۴-الف). از آنجاکه تغییرات TiO_2 تابعی از دما بوده [۱۹] و وابسته به کسر مولی X_{FeO^*} است [۱۸]، بنابراین بر پایه‌ی نمودار سه‌تایی با سطح قاعده‌ای FeO-MgO، این امکان وجود دارد که بیوتیت‌های خاستگاه گرفته از سری‌های فلسیک (FeO) و مافیک (MgO) را از هم تشخیص داد. زیرا برای کسر خاصی از $FeO^{\times}$، مقادیر TiO_2 تابعی از دمای تشکیل و شکل‌گیری بیوتیت است. بررسی چگونگی بیوتیت‌ها در نمودار سه‌تایی TiO_2-FeO-MgO [۶] برای سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها، بیشتر از نوع ماگمای اولیه بوده ولی گاهی متمایل به گستره‌ی بیوتیت‌های دوباره متعادل شده نیز هستند. چنانکه در شکل۴-ب و پ دیده می‌شود، بیوتیت‌های یاد شده در ناحیه‌های A و B و گستره‌های ۴ و ۵ واقع شده‌اند. بیوتیت‌های گستره ۵ از ناحیه A، دارای کمترین مقدار TiO_2 بوده و پایین‌ترین گستره‌ای است که بیوتیت‌های ماگمایی اولیه در کسر مولی FeO بین ۰٫۸۵- ۰٫۷ حضور دارند.



شکل ۳ الف) منطقه‌بندی عادی در گرانیت و منطقه‌بندی وارون در گرانودیوریت و کوارتزدیوریت و ب) نمودار سیستم An-Or-Ab جهت تعیین دمای تعادلی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی مجموعه‌ی جبال بارز.



شکل۴ الف) بررسی انواع میکاهای آهن و منیزیم دار در نمودار چهار قطبی [۵]، ب) تعیین خاستگاه بیوتیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک جبال بارز. گستره‌های نشان داده شده با نقطه چین در این شکل، به ترکیب گرانیت‌های موجود در انواع سنگ‌های نفوذی فلسیک تا حدواسط در مناطق مختلف وابسته است [۶] و پ) بررسی وضعیت بیوتیت‌های ماگمایی و دوباره متعادل شده، مربوط به نمونه‌های مختلف از گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک جبال بارز در نمودار سه‌تایی $10TiO_2$-FeO-MgO [۶].

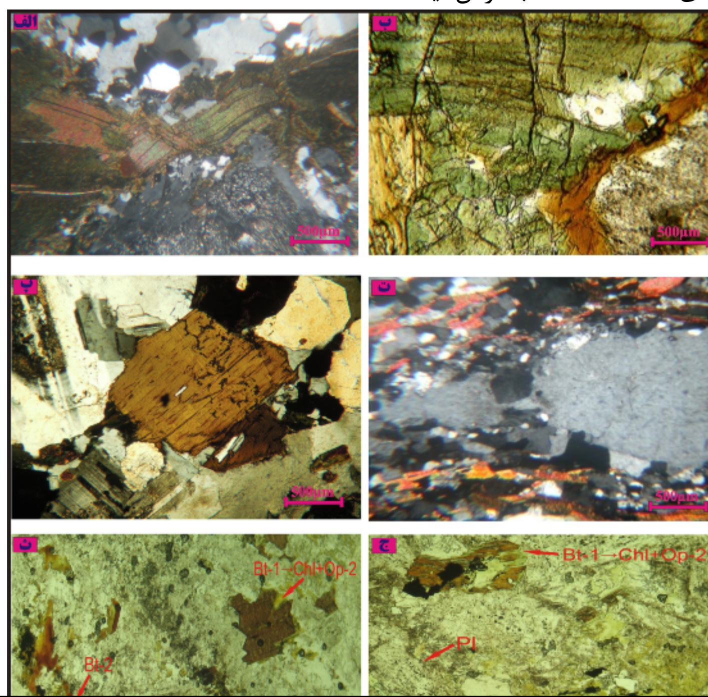
چنانکه در شکل ۴ دیده می‌شود، با کاهش کسر مولی FeO، ترکیب بیوتیت‌های ماگمایی موجود در گستره‌های ۳، ۲ و ۱ به سمت مقادیر بالاتری از TiO_2 تمایل دارد که در بالاترین مقدار و کمترین کسر مولی FeO مربوط به سنگ‌های مافیک و اولترامافیک است. بیوتیت‌هایی که در گستره‌ی ۴ قرار گرفته و مقدار TiO_2 آن‌ها کمتر از حد بیوتیت‌های ماگمایی اولیه است، جزء ناحیه‌ی B به حساب می‌آیند. تفاوت‌های میکروسکوپی تشخیص داده شده بین این دو سری بیوتیت شامل تغییر رنگ، پلئوکروئیسم، بافت و شکل است. به این ترتیب که بیوتیت‌های ماگمایی اولیه با محتوای TiO_2 بالاتر، رنگ تیره‌تر متمایل به قهوه‌ای داشته، بلورهای خودشکل باگت مانند و میله‌ای تشکیل داده که پلئوکروئیسم شدیدتری نشان می‌دهند (شکل۵-الف و پ). ریزساختارهای رخداد دگریختی در برخی نمونه‌ها و شواهد منطقه‌ای فعالیت زمین ساختی در این نقاط [۱۵]، به طور شفاف، نشان از تنش‌هایی بر مجموعه سنگی است (شکل۵-ت) و محصولات ناشی از دگرسانی در راستای درز و ترک ایجاد شده در کانی‌هایی مثل بیوتیت و آمفیبول قابل مشاهده هستند. ولی بیوتیت‌های گستره‌ی دوباره متعادل شده، با محتوی TiO_2 پایین‌تر، رنگ روشن‌تر و پلئوکروئیسم ضعیف-تر مشخص می‌شوند. دگرسانی بیوتیت که در بررسیهای میکروسکوپی قابل مشاهده است (تغییر رنگ، تغییرات پلئوکروئیسم و غیره) به ندرت با تبلور دوباره (ناحیه C

اکسیدهای آهن و تیتانیوم همراه است [۶]. ولی با توجه به موقعیت زمین ساختی منطقه‌ی مورد بررسی و چگونگی تکتونوماگمایی آن و حضور مناطق برشی محلی که می‌توانند همزمان و یا بعد از ماگماتیسم فعال باشند، و با توجه به شواهد بخشی از بیوتیت‌ها نیز در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک همانند آمفیبول به وجود آمده و از نوع بیوتیت‌های ثانویه به حساب می‌آیند. البته برخی از این بیوتیت‌ها به تشکیل دوباره در اثر فرآیند تبلور دوباره وابسته‌اند (شکل۵-ب). تصاویری که از انواع بیوتیت‌ها در شکل (۵ث و ج) دیده می‌شوند، تفاوت‌های آن‌ها را به نمایش می‌گذارند. در حالت کلی می‌توان گفت بیوتیت‌های دوباره متعادل شده‌ی گستره‌ی B شکل ۴، با بیوتیت‌های ثانویه دارای کانی‌های آپاتیت، روتیل و اکسیدهای آهن-تیتانیوم، هماهنگی دارند. بر مبنای نموداری [۸] که با استفاده از مقادیر سه اکسید Al_2O_3-FeO*-MgO در بیوتیت‌ها، برای تفکیک گرانیتوئیدها ترسیم شده، نسبت میانگین FeO*/MgO در بیوتیت‌های سنگ‌های قلیایی، برابر ۷/۰۴، در سنگ‌های پرآلومین برابر ۳/۸۴ و در سنگ‌های آهکی قلیایی برابر ۱/۷۶ در نظر گرفته شده و سری‌های ماگمایی تشکیل دهنده‌ی بیوتیت‌ها با استفاده از مقدار و نسبت‌های جانشینی این سه اکسید تعیین شده است. بر این اساس، اغلب بیوتیت‌های نمونه‌های گرانودیوریتی و کوارتزدیوریتی در گستره‌ی آهکی- قلیایی قرار گرفته و به گستره‌ی پرآلومین تمایل دارند، ولی نمونه‌های گرانیتی در گستره‌ی پرآلومین قرار گرفته‌اند (شکل۶).

تعیین گریزندگی اکسیژن از طریق ترکیب بیوتیت: مقدار گریزندگی اکسیژن ماگما به مواد خاستگاه و محیط زمین ساختی آن وابسته است، به طوری که ماگماهای گرانیتی مشتق از رسوب های (نوع S) معمولاً حالت احیائی داشته و گرانیت‌های نوع I نسبتاً اکسیدی هستند [۲۰]. با فرض اینکه جز Mg و Fe، جانشینی دیگری برای تعادل بیوتیت در خط اتصال (محلول جامد) بیوتیت-فلوگوپیت اثر خاصی ندارد، گریزندگی اکسیژن را یک متغیر وابسته به تشکیل بیوتیت برآورد کرده‌اند و براساس مقدار Fe/Fe+Mg دو روند متضاد در گریزندگی اکسیژن و دما تشخیص دادند [۲۱]: الف) روند اکسایش که بیوتیت به صورت فزاینده‌ای با کاهش دما (یا پیشرفت تبلور) از نظر منیزیم غنی‌تر می‌شود. ب) روند احیاء که بیوتیت به صورت فزاینده‌ای از Fe غنی‌تر می‌شود. در نمودار Fe^{2+}-Fe^{3+}-Mg [۲۱]، ترکیب بیوتیت در گرانیتوئیدهای جبال بارز در گستره‌ی گرانیت‌های مگنتیتی قرار گرفته و این نشان دهنده‌ی شرایط اکسیدی این توده‌ی نفوذی است (شکل۷). خطوط خط‌چین، ترکیب بیوتیت‌های میانگیر در سیستم سه‌تایی Oxybiotite-Annite- Phlogopite را نشان داده و این میانگیرها عبارتند از:

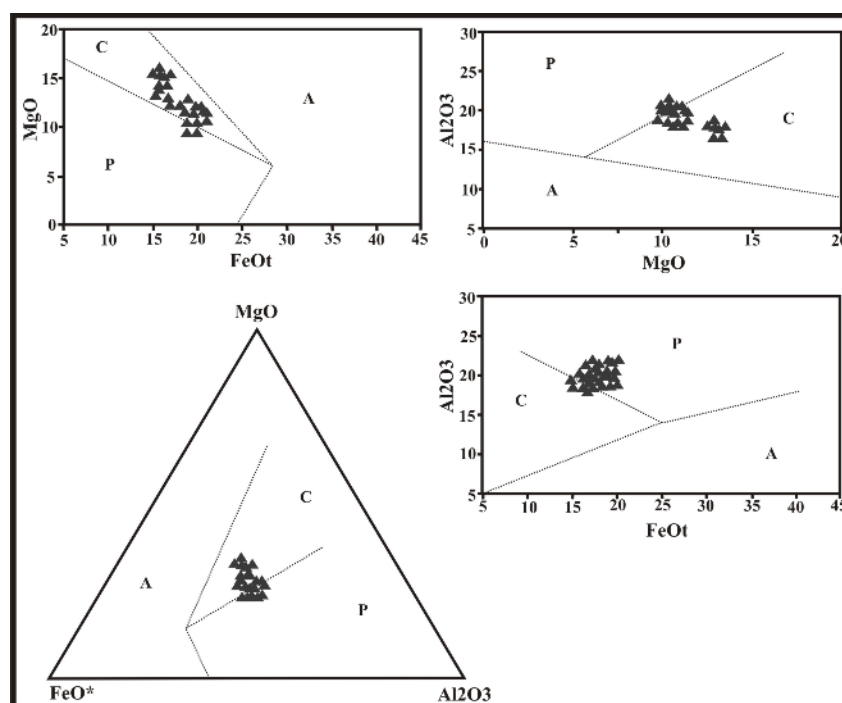
quartz–fayalite–magnetite (QFM)-nickel–nickel oxide (NNO)-hematite–magnetite (HM)

مقادیر بالای گریزندگی اکسیژن در این نمونه‌ها با گرانیت‌های شبه‌رخشان از نوع I و گرانیت نوع مگنتیتی [۲۱] همخوانی دارند. بنابراین با توجه به حضور برونبوم‌های مافیک [۱۲]، به نظر می‌رسد که نمونه‌های بررسی شده، یعنی نمونه‌های گرانیتی، سرشار از بیوتیت، نمادی از ماگماتیسم شبه رخشان از نوع I در این منطقه هستند و این خاستگاه برای کل مجموعه قابل تعمیم است. زیرا حتی در مقیاس میکروسکوپی نیز شواهدی از قبیل حضور مجموعه‌های تیتانیت + مگنتیت ± کوارتز در بسیاری از نمونه‌ها، بیانگر میانگیری اکسیژن بین NNO و HM بوده و به شرایط اکسایش اشاره دارد. مقادیر بالای گریزندگی اکسیژن در ماگمای گرانیتی، بیانگر یک محیط زمین ساختی فشارشی بوده و همگرایی مرزهای ورقه‌ها را نشان می‌دهد [۲۲، ۲۴،۲۳].

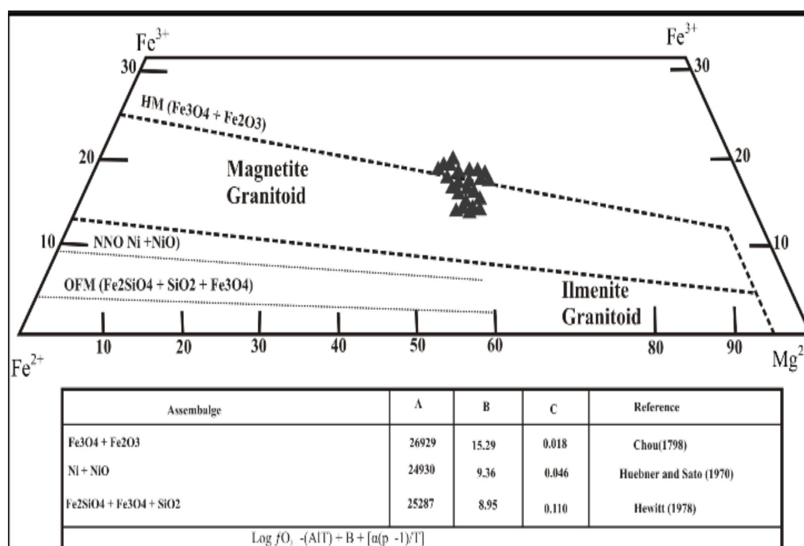


[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]

شکل۵ الف) بیوتیت‌های کشیده سبز رنگ تیره با چندرنگی مشخص در نور عادی از یک نمونه‌ی گرانیتی؛ ب) بیوتیت ثانویه که محصول دگرسانی پیشرفته در آمفیبول‌ها است؛ پ) حلقه‌ای از بیوتیت‌های اولیه که دارای پلئوکروئیسم شدید و ادخال‌هایی از آپاتیت است؛ ت) کوارتزهای چشمی در نمونه گرانیتی قلیایی، دنباله کوارتزی، کوارتزهای با خاموشی موجی و خردشدگی در حاشیه‌ی درشت بلور. کوارتز از شواهد رخداد تنش و تشکیل بیوتیت‌های دوباره متبلور شده با خاموشی چشمی در اثر فرآیند تبلور دوباره هستند؛ ث و ج) تصاویری از هر دو نسل بیوتیت را در کنار هم نشان می‌دهد.



شکل۶ تعیین سری ماگمایی بر اساس شیمی بیوتیت [۸]. گستره‌ها: A: قلیایی، C: آهکی-قلیایی، P: پرآلومین.



Assembulge	A	B	C	Reference
Fe3O4 + Fe2O3	26929	15.29	0.018	Chou(1798)
Ni + NiO	24930	9.36	0.046	Huebner and Sato (1970)
Fe2SiO4 + Fe3O4 + SiO2	25287	8.95	0.110	Hewitt (1978)
Log fO2 -(A/T) + B + [α(p -1)/T]				

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]

شکل ۷ نمودار سه‌تایی Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg به منظور تعیین گریزندگی اکسیژن در گرانیتوئیدهای جبال بارز [۲۱].

بنابراین با استناد به بررسی‌های قبلی [۱۱] و با توجه به بررسیهای انجام شده روی کانی بیوتیت، احتمالاً سنگ‌های گرانیتی منطقه‌ی مورد بررسی، حاصل تشکیل ماگما در منطقه‌ی فرورانشی هستند.

دماسنجی با استفاده از مقدار تیتانیم بیوتیت: زمین‌دماسنج مقدار تیتانیم در بیوتیت [۲۵]، بر اساس غلظت Ti برای شبه-پهنه‌ای‌های پرآلومین بنا شده است. دماها می‌توانند هم با ترسیم مقادیر Ti و Mg/(Mg+Fe) روی یک نمودار دوتایی ساده (شکل ۸) و هم با محاسبه‌ی T در فرمول زیر به دست آید:

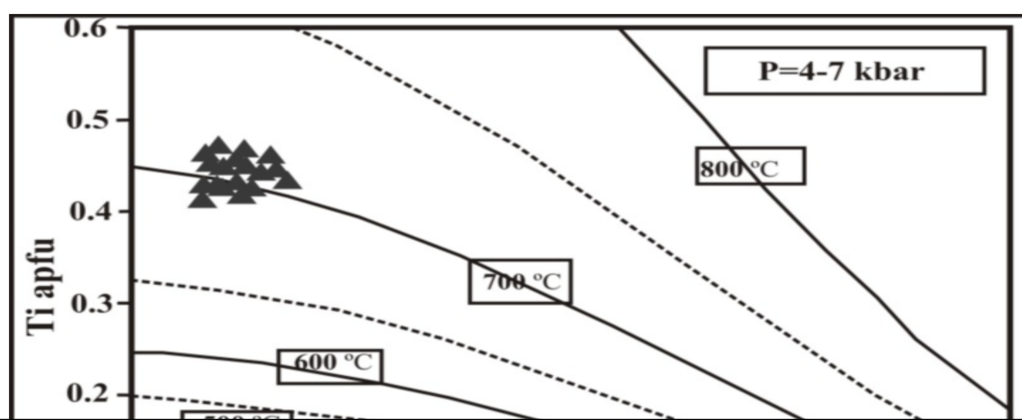
$$T = ([\ln(Ti)-a-c(X_{Mg})^3]/b)^{0.333}$$

Coefficient	a	b	c
Value	-2.3594	4.6482e-9	-1.728

که در آن T دما بر حسب درجه‌ی سانتی‌گراد، Ti تعداد اتمها در واحد فرمول یا (apfu) بهنجار شده به ۲۲ اکسیژن، X_{Mg} برابر با Mg/(Mg+Fe) و a، b و c پارامترهای جدول بالا هستند. این فرمول برای مقادیر $X_{Mg} = 0.275\text{-}1.0$, $Ti = 0.04\text{-}0.6$ apfu و $T = 480\text{-}800$ºC معتبر است. بر اساس این دماسنج، دمای تعادل گرانیتوئیدهای جبال بارز بین ۶۷۲ تا ۷۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد (میانگین ۶۹۴ درجه‌ی سانتی‌گراد) محاسبه شده است (شکل ۸).

فشارسنجی با استفاده از محتوی آلومینیم کل (Al^T) بیوتیت: فشارسنجی سنگ‌ها بر اساس محتوی آلومینیم کل آمفیبول (Al^T)، روشی متداول است که توسط پژوهندگان مختلفی انجام شده است [۳، ۲۶-۲۸]. اما فشارسنجی سنگ-های گرانیتی بر اساس محتوی آلومینیم کل بیوتیت برای اولین بار توسط یوشیدا [۴]، برای فشارسنجی سنگ‌های گرانیتی تعدادی از معادن ژاپن ارائه شد. اعتقاد بر این است که فشار محاسبه شده با استفاده از محتوای کل آلومینیم بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی، حاصل کاهش حجم بیوتیت و ماگمای همراه آن طی فرورانش است [۴]. همچنین بین محتوای کل آلومینیم در بیوتیت و فشار انجماد توده‌های گرانیتوئیدی، ارتباطی وجود دارد. برای تایید این فرضیه، پژوهندگان داده‌های مربوط به فشار انجماد در مناطق مختلف گرانیتی را که از قبل و با روش‌های دیگری مثل فشارسنجی با آمفیبول [۱] و نیز فشارسنجی اسفالریت بود، با محتوای آلومینیم کل بیوتیت مقایسه کردند و متوجه شدند که ارتباط بسیار خوبی بین محتوای آلومینیم کل بیوتیت با فشار انجماد برقرار است. بر اساس نتایج این پژوهش، با افزایش فشار انجماد، Al^T بیوتیت نیز افزایش می‌یابد. به همین دلیل [۴] پیشنهاد کرد که می-توان از محتوای آلومینیم کل بیوتیت به عنوان یک زمین فشارسنج در سنگ‌های گرانیتی استفاده کرد. معادله‌ی تجربی آن به قرار زیر است:

$$P(kb) = 3.03 \times Al^T - 6.53 (\pm 0.33)$$



[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]

شکل ۸ نمودار ایزوترم برای زمین‌دماسنج تیتانیم در بیوتیت [۲۵].

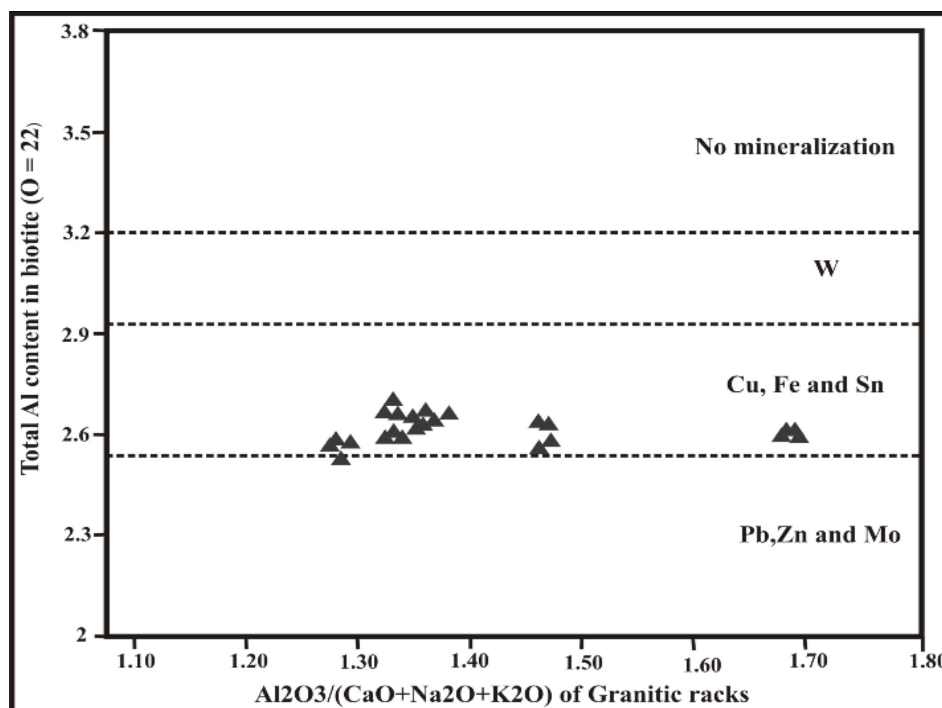
در این معادله، Al^T محتوی کل آلومینیم بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن است. از این روش برای تعیین فشار ایجاد شده روی سنگ‌های گرانیتی منطقه جبال بارز هنگام انجماد استفاده شد. نتایج نشان می‌دهد که دامنه‌ی تغییرات فشار در مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز بین ۱٫۸۷ kb تا ۰٫۱۵ kb (با میانگین ۱٫۳۲ kb) در تغییر است. از سوی دیگر، بین Al^T بیوتیت و فشار جایگیری، و تشکیل نوع کانسارها ارتباط برقرار است [۴]. بدین صورت که اگر Al^T بیوتیت در مقابل ضریب اشباع از آلومینیم (Al_2O_3 /($CaO + Na_2O + K_2O$)) در یک نمودار ترسیم شوند، این روابط بین Al^T بیوتیت سنگ‌های گرانیتی با نوع کانسار برقرار است (شکل ۹): ۱- کانسارهای سرب، روی و مولیبدن درسنگ‌های گرانیتی: Al^T<۲٫۴، ۲- کانسارهای مس، آهن و قلع در سنگ‌های گرانیتی: ۲٫۴<Al^T<۲٫۹، ۳- کانسار تنگستن در سنگ‌های گرانیتی: ۲٫۹<Al^T<۳٫۲، ۴-گرانیت‌های بدون کانه‌زایی: Al^T<۳٫۲. Al^Tبیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز، بین ۲٫۱۰ تا ۲٫۸۰ در تغییر است و این بدان معناست که این سنگ‌ها توانایی کانه‌زایی مس، آهن و قلع را دارند (شکل ۹).

در بررسی‌های صورت گرفته قبلی در این منطقه، مشخص شده که شواهد کانه‌زایی مس پورفیری در بسیاری از نقاط این منطقه دیده شده و دگرسانی‌های شناسایی شده در گرانیتوئیدهای جبال بارز شامل، دگرسانی‌های سیلیسی، پتاسی، پیریتی- فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک است [۱۳، ۲۹ و ۳۰]. همچنین بررسی‌های صورت گرفته نشان دادند که دگرسانی، حداقل در بخشی از جبال بارز (منطقه‌ی دلفارد)، با منطقه‌بندی ارائه شده توسط [۳۱] همخوانی دارد [۱۳، ۲۹ و ۳۰]. پس Al^T بیوتیت معیاری برای تشخیص و تعیین نوع کانسار تشکیل شده در مناطق گرانیتی بوده و بر این اساس می‌توان به این نتیجه رسید که گرانیتوئیدهای منطقه جبال بارز (خصوصاً فازهای پورفیری تاخیری) از نظر کانه‌زایی مس، پتانسیل خوبی دارند.

برداشت

پتاسیم فلدسپارهای سنگ‌های گرانیتوئیدی مجموعه‌ی جبال بارز در گستره‌ی ارتوکلاز قرار داشته و پلاژیوکلازها در دو گستره آندزین و لابرادوریت قرار گرفته‌اند. منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در گرانیت‌ها عادی و در کوارتزدیوریت و گرانودیوریت‌ها معکوس است. دماسنجی با دو فلدسپارها، دمای ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. بر اساس کانی شناختی شیمی، کانی بیوتیت بین دو قطب آنیت و

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]



شکل ۹ رابطه‌ی ضریب اشباع از آلومینیم (Al_2O_3 /($CaO + Na_2O + K_2O$)) و محتوی آلومینیم کل (Al^T) بیوتیت با کانه‌زایی در منطقه‌ی جبال بارز.

سیدروفیلیت قرار گرفته و بیشتر از نوع ماگمای اولیه بوده ولی بخشی از بیوتیت‌ها خواص بیوتیت‌های دوباره متعادل شده دارند. همچنین بیوتیت‌ها بین میانگیر NNO و HM قرار گرفته و جزء گرانیت‌های سری مگنتیتی ایشی‌ها را بوده و برقراری شرایط اکسیدی را نشان داده و بیانگر محیط زمین ساختی فشارشی بوده و تشکیل ماگما در منطقه‌ی فرورانش را نشان می‌دهد. بر اساس دماسنج تیتانیوم، دمای تعادل در بیوتیت از ۶۷۲ تا ۷۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در تغییر است. دامنه تغییرات فشار بر اساس Al^T بین ۱٫۸۷ kb تا ۰٫۱۵kb در متغیر است. همچنین Al^T بیوتیت در سنگ‌های منطقه‌ی جبال بارز، بین ۲٫۱۰ تا ۲٫۸۰ در تغییر می‌کند. بر این اساس، سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز توانایی خوبی در کانه‌زایی مس دارند.

مراجع

[1] Thomas W., Ernst W.G., *"The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks; a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars In: Spencer RJ, Chou I-M, (eds) Fluid–mineral interactions: a tribute to H.P. Eugster*", Geochem. Soc Spec Publ, 2, (1990) 59–63.

[2] Bucher K., Frey M., *"Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Berlin, eidelberg, New York, Springer-Verlag, 7th edition, 341 p.Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. & Fukuoka, M., 1991- A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application inamphibolites and granulites",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 109, (2002) 130-137.

[3] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure; an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer",* Contrib Mineral Petrol 110,(1992) 304–310.

[4] Uchida E., Endo S., Makino M., ″Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits″, Resource Geology, 57, (2007) 47–56.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]

[5] Deer W.A., Howie R.A., Zussman, J., *"An introduction to the rock-forming minerals",* 2nd edition,Longman, Harlow (1992.)

[6] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites"*, C. R. Geoscience 337, (2005) 1415–1420.

[7] Buda G., Koller F., Kovacz J., Ulrych J., *"Compositional variation of biotite from VARISCAN GRANITOIDS in central Europe: A statistical evaluation"*, Acta Mineralogica-Petrographica, 45/1(2004) 21-37.

[8] Abdel-Rahman A., *"Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous Magmas"*, J. Petrol. 35 (1994) (2) 525–541.

[9] Putirka K.D., *"Thermometers and barometers for volcanic systems"*, Rev Mineral Geochem 69(2008) 61–120.

[۱۰] درویش‌زاده ع.، *"زمین‌شناسی ایران"*، انتشارات امیرکبیر (۱۳۸۳)، ۴۳۴ ص

[۱۱] رسولی ج.، قربانی م.، احدنژاد و.، *"پترولوژی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب‌خاور جیرفت)"* فصلنامه علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۳b)، زیرچاپ.

[۱۲] رسولی ج.، قربانی م.، احدنژاد و.، *"استفاده از شواهد صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی در تعیین منشاء انکلاوهای ماگمایی مجموعه پلوتونیک جبال بارز (شرق و شمال‌شرق جیرفت)"* مجله پترولوژی، دانشگاه اصفهان (۱۳۹۳a)، زیرچاپ.

[۱۳] یزدانفر ا.، *"پتروژنز توده‌های نفوذی تأخیری (دره‌حمزه، میجان و کرور) در باتولیت جبال‌بارز و ارتباط آنها با کانی‌سازی مس"* پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی (۱۳۸۹)، دانشگاه شهیدبهشتی تهران، ۱۵۲صفحه.

[۱۴] قربانی م.، *"زمین‌شناسی ایران"* انتشارات آرین زمین (۱۳۹۳)، ۴۸۸ ص.

[15] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., *"Field observations, Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East - North East Jiroft)"*, Journal of Tethys: 2. 3(2014) 178–195.

[16] Anderson J.L., *"Status of thermobarometry in granitic batholiths, Transactions of Royal Society Edinburgh"*, Earth Science 87 (1997) 125-138.

[17] Kroll H., Evangelakakis C., Voll G., *"Two feldspar geothermometery: a review and revision for slowly cooled rocks",* Contribution to Mineralogy and Petrology, 14 (1993) 510-518.

[18] Abrecht J., Hewitt D.A., *"Experimental evidence on the substitution of tin in biotite"*, Am. Miner. 73 (1988) 1275–1284.

[19] Robert J.L., *"Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions"*, Chem. Geol. 17 (1976) 213–227.

[20] Ishihara, S., The Magnetite- Series and Ilmenite- Series Granitic rocks. Mining Geology, 27(1977), 293-350.

[21] Wones D. R., Eugster H. P., *"Stability of biotite: experiment, theory and application"*, Am. Mineral. 128 (1965) 50 -72.

[22] Ewart A., *"A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In Fred Barker, Ed., Trondhjemites, dacites, and related rocks"*, Springer-Verlag, (1979) 12-101.

[23] *Nockolds S. R., "The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks". American Journal of Science., 245, 7, (1947) 401-420.*

[24] *Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M. and Ali S. M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.6.8]

Implications" Journal of African Earth Sciences 38(2004) 255–268.

[25] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. *The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms",* American Mineralogist, 90, (2005) 316-328.

[26] Hammarstrom J. M., Zen E., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer",* American Mineralogist 71(1986) 1297-1313.

[27] Anderson J.L., Smith D.R., *"The effects of temperature and fO2 on the Al-in-hornblende barometer",* Am Mineral 80 (1995) 549– 559.

[28] Johnson M.C., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks"* Geology 17 (1989) 837–841.

[۲۹] قربانی م.، *"زمین‌شناسی اقتصادی و منابع معدنی و طبیعی ایران"* انتشارات آرین‌زمین (۱۳۸۶)، ۶۳۹ ص.

[۳۰] رسولی ج.، *"پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه گرانیتوئیدی جبال‌بارز با نگرشی به زون‌بندی دگرسانی و کانی‌سازی مس (شمال شرق جیرفت)"* رساله دکتری پترولوژی (۱۳۹۳)، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ۳۶۶ صفحه.

[31] Lowell J.D., Guilbert J.M., *"Lateral and Veetical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits",* Economic Geology 65 (1970) 373-408.